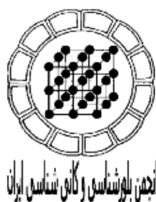
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۵، از صفحهٔ ۵۳۹ تا ۵۵۶



زمین‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق کاشمر، (شمال بلوک لوت)

علیرضا الماسی[۱] ، محمدحسن کریم‌پور*[۱]، خسرو ابراهیمی نصرآبادی[۱]، بهنام رحیمی[۱] ، اورس کلوتزلی [۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه وین اتریش

(دریافت مقاله: ۹۴/۹/۲۹، نسخه نهایی: ۹۴/۱۱/۱۱)

چکیده: بازه‌ی ترکیبی توده‌های آذرین نفوذی و نیمه عمیق کاشمر از کوارتز گابرو تا قلیایی گرانیت تشکیل شده است. باستثنای چند توده‌ی کوچک مافیک با ویژگی بازالت‌های تولئیتی قلیایی (کمترین مقادیر SiO_2 و CaO، بیشترین مقدار MgO، مقادیر Na_2O و K_2O بالا و متاآلومینوس تا پرآلومینوس زیاد (۲/۳۲-۱/۳۳))، همه سنگ‌ها ویژگی آهکی- قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی، متاآلومین تا کمی پرآلومین (غالباً ASI<۱/۱ و حداکثر تا ۱/۳) دارند. الگوهای REE بهنجارشده نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی از LILE (مانند Ba ، Th، Rb، U و K) و LREE ها، تهی‌شدگی از Nb-Ta-Ti (شاخص‌های مشابه کمان)، الگوهای صاف HREE و بی‌هنجاری منفی Eu است. براین اساس همه‌ی سنگ‌های مافیک تا اسیدی همخون و نوع I هستند. در نمودارهای جدایشی زمین‌ساختی، گرانیتوئیدها در قلمرو برخوردگاه کمانی قاره قرار می‌گیرند. تغییرات عناصر K، Rb، Ba، Eu و Sr گرانیتوئیدها، نشان دهنده‌ی نقش ذوب بخشی و فرآیند AFC در تشکیل گرانیتوئیدهای کاشمر است. الگوهای HREE صاف دلالت بر عدم حضور گارنت در باقیمانده‌ی یا جدایش دارد. براساس مقادیر Sr، Y، Al_2O_3، La و Yb، همه‌ی سنگ‌های کاشمر ناآداکیتی و از ذوب بخشی ۵۰ درصد آمفیبولیت به وجود آمده‌اند.

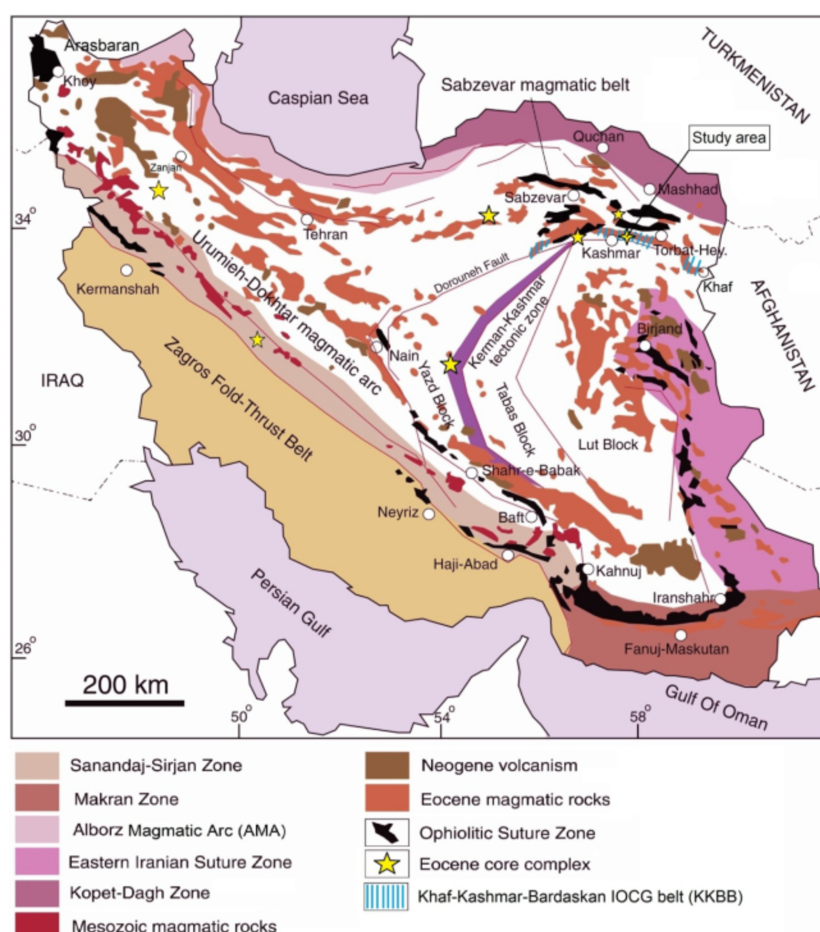
واژه‌های کلیدی: *توده‌های نفوذی و نیمه عمیق؛ ژئوشیمی؛ ائوسن؛ کاشمر.*

مقدمه

شناخت خاستگاه گدازه‌های گرانیتی نوع I بخاطر اینکه مقدار بیشتری از پوسته‌ی قاره‌ای را تشکیل داده‌اند، و اغلب میزبان ذخایر معدنی هستند، اهمیت بسیاری دارند. اعتقاد کلی بر این است که گرانیت‌های با پتاسیم بالای نوع I از ذوب سنگ‌های آذرین دگرگون‌شده‌ی پتاسیم بالای حدواسط تا مافیک آب‌دار [۱، ۲] و/یا از اختلاط ماگماهای گوشته‌ای با گدازه‌های پوسته‌ای مشتق شده‌اند [۳، ۴]. هضم متاپلیت‌ها به وسیله ماگماهای بازالتی نیز برای تولید گرانیتوئیدهای نوع I پیشنهاد شده است [۵، ۶]. گرانیت‌های آهکی-قلیایی پتاسیم بالا در رژیم‌های غیرکوهزایی نادراند، ولی در محیط‌های حاشیه همگرا، به‌ویژه در رژیم‌های پسا برخورد، به فراوانی دیده شده‌اند [۱، ۷، ۸]. رژیم زمین ساختی مطلوب برای تشکیل گرانیت‌های آهکی-قلیایی نوع I، محیط‌های رمبش (Collapse) و کشش پسا برخورد است که با نازک‌شدگی پوسته‌ای در اثر برخورد قاره‌ای دنبال می‌شود [۱، ۷، ۹، ۱۰].

در شمال‌شرق ایران یک منطقه‌ی ماگمایی- رسوبی پیچیده با چند بلوک کنار هم، شامل بلوک لوت در جنوب، بلوک کپه داغ (توران = اورازیا) در شمال و منطقه‌ی البرز در شمال‌غرب دیده می‌شود که با خط درز سبزوار از هم جدا شده‌اند. در شمال‌شرق ایران ، گرانیتوئیدهای نوع I کرتاسه تا ائوسن بین افیولیت‌های سبزوار- تربت حیدریه در شمال و گسل درونه در جنوب رخنمون دارند (شکل ۱).

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۱۳۸۸۰۴۰۵۱، نمابر: ۰۵۱۳۸۷۶۶۴۱۶، پست الکترونیکی: karimpur@um.ac.ir



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی ایران را که دارای پراکندگی سنگ‌های ماگمایی ائوسن است نشان می‌دهد (با تغییراتی از [۱۱]). پراکندگی همبافت‌های هسته به عقیده‌ی [۱۲،۱۳] ؛ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در مرز شمال گسل درونه و بلوک لوت نشان داده شده است.

همبافت افیولیت سبزوار- تربت حیدریه به صورت غربی- شرقی بوده و بیش از ۴۰۰ کیلومتر گسترش داد و بخشی از شاخه‌ی اقیانوسی نئوتتیس است (اقیانوس سبزوار) که در کرتاسه زیرین به صورت حوضه‌ی اقیانوسی اولیه نارس باز و در پالئوسن زیرین بسته شد [۱۴].

در این مقاله، ما داده های سنگ نگاری و ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط و گرانیتوئیدهای کاشمر شمال‌شرق ایران ارائه داده‌ایم. منطقه‌ی مورد بررسی از نظر تقسیمات ساختاری در شمال بلوک لوت و گسل درونه (۳۰ کیلومتری شمال‌شرق شهرستان کاشمر در استان خراسان رضوی و در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فیض‌آباد [۱۵]) قرار گرفته است (شکل ۱). براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ [۱۵]، در این منطقه توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط و گرانیتوئیدی در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند. تنها داده‌ی سنی ایزوتوپی سنگ های آتشفشانی میزبان در شمال شهر کاشمر توسط [۱۶] گزارش شده، که سن ۵۷٫۲±۳٫۷ میلیون سال را برای K/Ar هورنبلند را نشان داد ولی بعقیده‌ی [۱۷، ۱۱] تنها براساس شواهد صحرایی پلوتون‌های کاشمر ممکن است با سنگ‌های آتشفشانی کاشمر معادل‌های نفوذی و بیرونی باشند. همه‌ی بررسی‌های سنگ شناسی پیشین روی کمربند شمال بلوک لوت ([۱۱، ۱۷، ۱۸])، روی گرانیتوئیدها صورت گرفته است. این اولین بررسی ژئوشیمی از همه‌ی توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط و اسیدی در این ناحیه است. بررسی‌های سنگ شناسی و تعیین سن U-Pb زیرکن روی گرانیتوئیدهای سنگان [۱۸]، ضمن معرفی آن‌ها به عنوان سری I و وابسته به فرورانش نئوتتیس، جایگزینی آن‌ها را به ائوسن میانی (سن ۴۲ میلیون سال) نسبت داده است. بررسی‌های سال‌سنجی U-Pb اخیر [۱۹] و سنگ‌شناسی و سال‌سنجی Rb-Sr قبلی [۱۷]، گرانیتوئیدهای کاشمر را نیز به ائوسن میانی نسبت داده است. داده‌های ما نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط و گرانیتوئیدهای همخون کاشمر، یک فاز ماگمایی ائوسن میانی مشخص را نشان می-

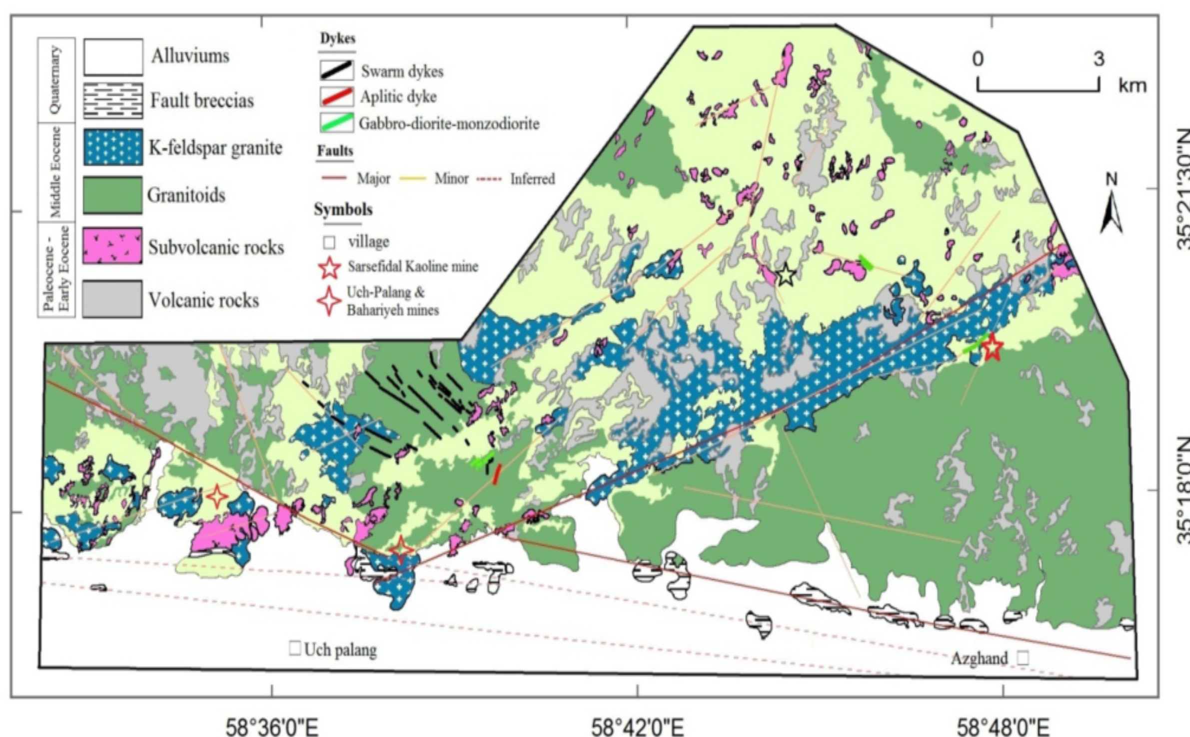
دهند که این ماگماها از ذوب پوسته‌ی قاره‌ای با دخالت گدازه‌های گوشته‌ای تشکیل شد که با فرآیند تبلور جدایشی (AFC) دنبال شده است. نتایج ما دارای مفهوم‌های مهمی برای شناخت چارچوب ژئودینامیکی ماگماتیسم ائوسن در ایران دارد.

مراحل پژوهش

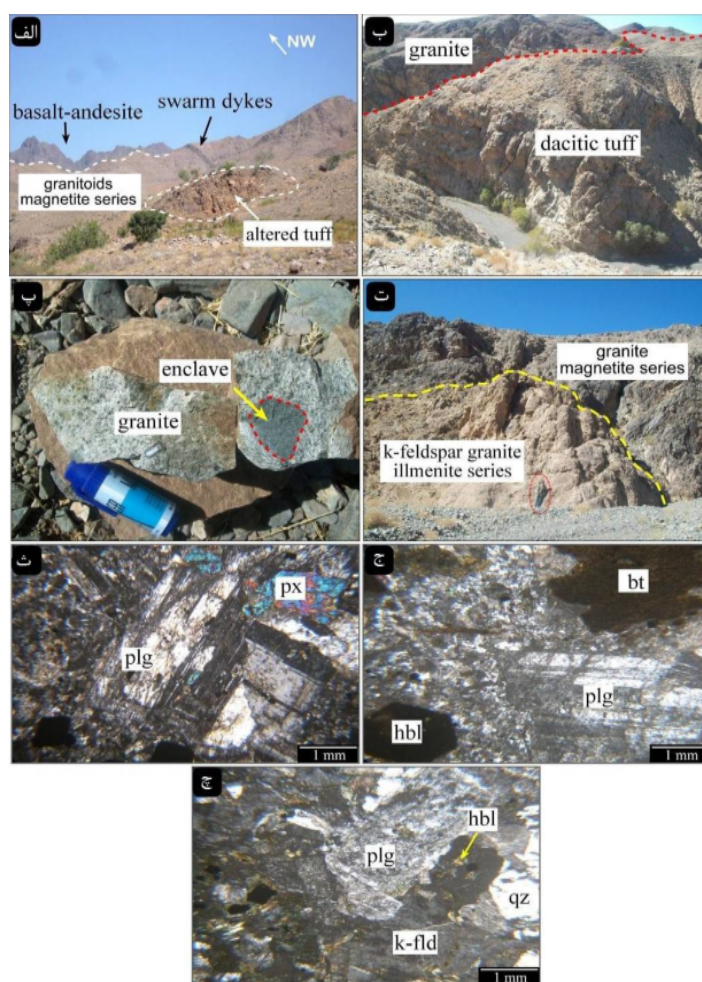
۱۵۰ نمونه‌ی سنگی از واحدهای مختلف منطقه برداشت و پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شد. بین نمونه‌ها ۲۴ نمونه از توده‌ی نفوذی و نیمه عمیق با کمترین دگرسانی انتخاب و برای تجزیه به آزمایشگاه Acme کانادا ارسال شدند. نمونه‌های سنگ‌شناسی برای عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی و کمیاب به روش ذوب قلیایی (ICP-MS(4A-4B code تجزیه شدند. پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای منطقه‌ی کاشمر با حساسیت سنج مغناطیسی Cintrex مدل GMS2 ساخت شرکت سینترکس کانادا (با دقت SI $10^{-5}\times1$) اندازه گیری شد.

زمین‌شناسی

بر پایه‌ی بررسی‌های صحرایی (روابط قطع‌شدگی و ویژگی‌های نمونه‌ی‌دستی) و آزمایشگاهی، و نقشه‌ی زمین‌شناسی تهیه شده با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، واحدهای سنگی منطقه کاشمر، از قدیم به جدید به این صورت گزارش می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳): سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بیشتر بازالت- آندزیت- داسیت- توف-پیروکلاست که در سرتاسر منطقه خصوصاً نیمه‌ی شمالی، گسترش دارند. توده‌ها و استوک‌های متوسط تا کوچک مافیک- حدواسط با ترکیب گابرو، دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، مونزونیت در منطقه پراکنده‌اند (شکل ۳ الف). چند استوک کوچک کوارتز گابرو/کوارتزمونزونیت متفاوت از سنگ‌های دیگر مافیک دیده شدند. گرانیتوئیدها (با طیفی از گرانودیوریت، مونزوگرانیت تا گرانیت قلیایی و مقدار کم کوارتزمونزونیت) بر اثر فرسایش واحدهای آتشفشانی در بخش‌های جنوبی منطقه رخنمونی گسترده یافته‌اند (اشکال ۳ الف و ب). گرانیتوییدها (با طیفی از گرانودیوریت، مونزوگرانیت تا سینوگرانیت و گرانیت قلیایی و مقادیر کم از کوارتزمونزونیت و دایک‌های آپلیتی معادل آن‌ها) که بر اثر فرسایش واحدهای آتشفشانی در بخش‌های جنوبی منطقه رخنمون یافته‌اند. برونبوم‌های ریزدانه به صورت لخته‌های مافیک و/یا انباشت بلورهای هورنبلند (ترکیب هورنبلند دیوریت) به رنگ سبز در متن گرانیتوئیدها دیده می‌شوند (شکل ۳. پ).



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی کاشمر با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰.



شکل ۳ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی و نیمه عمیق در منطقه‌ی کاشمر. الف) نمای کلی صحرایی از واحدهای سنگی و روابط بین آن‌ها؛ ب) قطع‌شدگی واحد آتشفشانی توف داسیتی با گرانیت؛ پ) برونبوم‌های مافیک در گرانیت؛ ت) قطع‌شدن گرانیت به‌وسیله‌ی گرانیت قلیایی؛ ث) پیروکسن در گابرو پورفیری در نور XPL؛ ج) هورنبلند بیوتیت در کوارتزمونزودیوریت/مونزونیت در نور XPL و چ) هورنبلند در گرانیت در نور XPL.. اختصارها: bt: بیوتیت؛ hbl: هورنبلند؛ plg: پلاژیوکلاز؛ px: پیروکسن؛ qz: کوارتز

بیشترین رخنمون در منطقه به گرانودیوریت، گرانیت و گرانیت قلیایی وابسته است (شکل ۳ الف). توده‌ی گرانیت قلیایی (شکل ۳ ت) و دایک آپلیتی جوانتر از مجموعه‌های قبلی، به طور مشخص با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی در منطقه نفوذ کرده‌اند. فلسی شدن گرانیت در محل نفوذ گرانیت قلیایی و وجود نوارهای ضعیف کانی‌های فرومنیزین در برخوردگاه آن‌ها از شواهد قطع شدن آن به وسیله‌ی گرانیت قلیایی است. دایک‌های منطقه به چند دسته تقسیم می‌شوند (شکل ۲):۱) دسته‌دایک‌های موازی؛ ۲) دایک آپلیتی؛ و ۳) دایک‌های با ترکیب مافیک- حدواسط وابسته به توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط. دایک آپلیتی فقط در یک منطقه رخنمون داشته و ویژگی‌های کانی‌شناسی میکروسکوپی آن نشان دهنده‌ی ارتباط آن با گرانیت قلیایی است. دسته دایک‌های موازی کوارتز مونزودیوریتی با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی جوان‌ترین واحدهای منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ الف). احتمالاً دسته‌دایک‌ها رخنمون از توده‌ی ماگمایی مافیک- حدواسط در عمق منطقه هستند. به استثنای دسته دایک‌ها، همه‌ی واحدها دستخوش دگرسانی شده‌اند. همجواری دسته دایک‌های با نقاط با شدیدترین دگرسانی، می‌تواند نشان دهنده‌ی رابطه‌ی دگرسانی‌ها با نفوذ ماگمای عامل دسته‌دایک‌های موازی باشد. در این مقاله می‌پردازیم به ویژگی‌های سنگ نگاری و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق مافیک تا اسیدی کاشمر. نتایج دارای مفهوم‌های مهمی برای شناخت چارچوب ژئودینامیکی ماگماتیسم ائوسن در ایران.

سنگ نگاری

توده‌های نفوذی مافیک و گروه دایک‌های موازی

این سنگ‌ها با بافت میان دانه، پورفیری، افیتیک و گلومروپورفیری دارای ترکیب متنوعی از کوارتز گابرو، گابرو، دیوریت، کوارتزمونزونیت/ مونزونیت، کوارتز دیوریت- مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت – مونزودیوریت هستند. این سنگ‌ها به پیروی از نام سنگ دارای کانی‌های اصلی، تیره و فرعی متعارف (درصد حجمی کانی‌ها در توضیحات زیر آورده شده است) شامل پلاژیوکلاز کلسیک- سدی (منطقه‌بندی عادی) (تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز توسط [۱۸])، پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز، آپاتیت، مگنتیت، زیرکن و تیتانیت هستند.

کوارتز گابرو/کوارتز مونزودیوریت

بافت میان دانه‌ای و شامل ۳ تا ۱۳ درصد کوارتز با اندازه‌ی ۰/۲ میلیمتر، ۳۰ تا ۴۰ درصد توفال‌های پلاژیوکلاز با اندازه‌ی بیش از ۱ میلی‌متر، ۵ تا ۳۵-۳۰ درصد فلدسپار پتاسیم (ارتوز) با اندازه‌ی ۰/۵ میلیمتر، کمتر از ۱۵ درصد پیروکسن با اندازه‌ی ۱ میلیمتر است. کانی‌های فرعی شامل مگنتیت و آپاتیت می‌شوند.

هورنبلند پیروکسن گابرو/ گابرودیوریت پورفیری

بافت پورفیری با خمیره ریزسنگی و بافت‌های دیگری مثل افیتیک و گلومروپورفیری است (شکل ۳. ث). کانی‌هایی به صورت فنوکریست و زمینه در سنگ (بر حسب درصد) شامل پلاژیوکلاز (۹۰-۸۵)، پیروکسن (۷-۶)، هورنبلند (۵) و کانی کدر (۳) است. فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز (با اندازه‌ای تا ۳ میلیمتر، دارای منطقه‌بندی و ردی از پلی سنتتیک)، پیروکسن و هورنبلند است. زمینه (۶۵ درصد سنگ) از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن های ریز تشکیل شده، و کانی فرعی سنگ آپاتیت است.

گروه دایک‌های موازی کوارتز مونزودیوریت/دیوریت

این دایک‌ها دارای بافت پورفیری و گلومروپورفیری است. اندازه دانه‌ها ریز تا درشت بوده و بیشتر از پلاژیوکلاز (۶۵-۶۰) و بقایای پیروکسن (تبدیل به اپیدوت)، آپاتیت و مگنتیت تشکیل شده‌اند. دگرسانی گرمابی روی این سنگ‌ها تاثیری نداشته است (براساس روابط صحرایی به دلیل نزدیک بودن محل نفوذ دسته‌ی دایک‌ها و محل شدیدترین دگرسانی‌ها، ماگمای مولد این دایک‌ها احتمالاً عامل دگرسانی در کاشمر است) ولی واکنش‌های قهقرایی را تجربه کرده‌اند و در شرایط فشار- دمای بعد از جایگزینی، به تعادل دوباره رسیده‌اند. این حالت با اورالیتی و سوسوریتی شدن به ترتیب پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها مشخص شده است. توصیف یک نمونه با نام هورنبلند کوارتز دیوریت- مونزودیوریت بدین شرح است: بافت اصلی سنگ پورفیری با خمیره‌ی ریزبلوری و بافت فرعی گلومروپورفیری است. نوع و درصد حجمی کانی‌های سنگ شامل: پلاژیوکلاز ۶۰ تا ۶۵، فلدسپار پتاسیم ۱۰ تا ۱۵، کوارتز ۷ تا ۹ و هورنبلند ۳ تا ۵ است. میزان فنوکریست ۳۵ تا ۴۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده که غالباً پلاژیوکلاز با اندازه تا ۲/۵ میلیمتر و کوارتز تا ۱ میلی‌متر است. اندازه‌ی کانی‌های زمینه‌ی متوسط و کانی‌های آن غالباً ریزبلور پلاژیوکلاز و کمی کوارتز و فلدسپار پتاسیم است، و کانی فرعی آپاتیت و مگنتیت است.

هورنبلند بیوتیت کوارتز مونزودیوریت/ دیوریت پورفیری

بافت سنگ پورفیری است. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز ۱۰-۵ درصد، بیوتیت ۱۰-۸ درصد، هورنبلند ۳-۲ درصد و کانی کدر ۳-۲ (با اندازه‌ی متوسط و شکل دار تا نیمه شکل دار) است. میزان فنوکریست سنگ (۳۵ درصد) و غالبا پلاژیوکلاز (به اندازه‌ی ۲/۵- ۲ میلیمتر)، بیوتیت (به اندازه‌ی ۰/۷ – ۰/۶ میلیمتر) و هورنبلند است. زمینه شامل فلدسپار پتاسیم (۴۵-۴۰ درصد)، کوارتز (۱۵-۱۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۳۵-۲۵ درصد) و کانی کدر ریز، تا چند درصد، و کانی‌های فرعی؛ آپاتیت و زیرکن است. دگرسانی سنگ در برخی نقاط منطقه جزئی است ولی در جایی که شدید است، شامل آرژیلیک (۴۰-۳۰ درصد)، اپیدوتی (۱۲-۱۰ درصد) و کلریتی (۳-۲ درصد) است.

گرانیتوئیدها

گرانیتوئیدهای کاشمر دارای اندازه میان دانه به اندازه یک تا چند میلیمترند. بازه‌ی ترکیبی آن‌ها از گرانودیوریت تا مونزوگرانیت و گرانیت قلیایی و مقادیر کم از کوارتز مونزودیوریت است (اشکل ۳ ج و چ). از این رو با توجه به فراوانی و نوع کانی‌های موجود در هر کدام، رنگ نمونه دستی گرانیتوئیدها از سفید کرمی تا خاکستری روشن و صورتی روشن تغییر می‌کند. نوع و درصد حجمی کانی‌های سنگ و بافت از نوع متعارف در گرانودیوریت، مونزوگرانیت تا سینوگرانیت و گرانیت قلیایی متغیر است. کانی‌های اصلی و فرعی شامل: پلاژیوکلاز سدیک- کلسیک (آلبیت- الیگوکلاز-

آندزین) (با بازه ۲۰ تا ۵۵ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (با بازه ۷۰-۲۵)، کوارتز (غالبا بیش از ۲۰)، هورنبلند و بیوتیت (غالبا بیش از ۵) است. کانی‌های مافیک شامل هورنبلند و بیوتیت است. وجود برونبوم در مقاطع میکروسکوپی به صورت درشت و بصورت لخته (clot) های مافیک کوچک و بلورهای منفرد پلاژیوکلاز رایج است. پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در این سنگ‌هاست که غالباً به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا شکل دار وجود دارد. اندازه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز تا ۳ میلیمتر می‌رسد که به سمت انواع اسیدی تر اندازه اشان کوچکتر و مقدارشان کمتر می شود. گاهی با نفوذی‌هایی از هورنبلند، اکسید آهن- تیتان و بلورهای سوزنی دراز ولی غالباً منشوری آپاتیت دیده می‌شوند. ماکل پلی سنتتیک رایجترین ویژگی دانه‌های پلاژیوکلاز است. بلورهای پلاژیوکلاز گرانودیوریت و گرانیت با منطقه‌بندی شتخصی دیده می‌شوند (بررسی‌های تجزیه نقطه‌ای [۱۷] روی پلاژیوکلاز). فلدسپار پتاسیک نوع میکروکلین (ماکل هاشوری) و ارتوز (ماکل کارلسباد) با آلبیت (ماکل مرکب) همزیست اند. کوارتز به صورت دانه های نیمه شکل‌دار و بی‌شکل با اندازه‌ای از ۰٫۵ تا ۱٫۵ میلیمتر دیده می‌شود و غالباً شکاف‌های بین کانی هایی را که قبلا تشکیل شده‌اند، پر می‌کند. همچنین کوارتز به صورت همرشدی‌های ریزبلوری و میرمکیتی دیده می‌شود. در گرانودیوریت و گرانیت، کوارتز حواشی خورده شده و خاموشی موجی نشان می‌دهد، که گاهی به صورت کوارتز حاوی نفوذی-هایی از آپاتیت و دیگر کانی‌های فرعی است. کانی‌های تیره‌ی این سری بیوتیت و هورنبلند و کانی‌های فرعی مگنتیت، آپاتیت و زیرکن است. هورنبلند بندرت به صورت بلورهای شکل دارند، ولی عموماً نیمه شکل‌دار با طرح پلئوکروئیک (چند رنگی) سبز کمرنگ و سبز و زرد کهربایی با بیشترین میانگین اندازه‌ی دانه ۱٫۴ میلیمتر است. هورنبلند همراه با بیوتیت، تیتانیت و اکسید آهن- تیتان [۱۷] است. در یک نمونه هورنبلند گرانیت با نوع و درصد حجمی شامل پلاژیوکلاز آندزین و گاهی الیگوکلاز [۱۷] ۳۰ تا ۴۰، فلدسپار پتاسیم ۲۵ تا ۳۰، کوارتز بیش از ۲۰، هورنبلند ۱۰ تا ۱۲، بیوتیت ۱ تا ۲ و مگنتیت [۱۷] ۱ تا ۳ است.

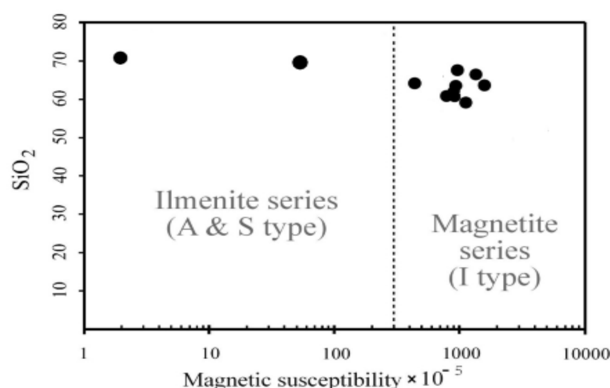
ایشی‌هارا [۲۰، ۲۱، ۲۲]، گرانیتوئیدها را به دو دسته مگنتیت (اکسیدان) و ایلمنیت (احیایی) تقسیم کرد. عدد پذیرفتاری مغناطیسی (Magnetic susceptibility) گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بیشتر از ۳۰۰×۱۰^{-5} SI و سری ایلمنیت کمتر از این مقدار است. با اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای کاشمر، معلوم شد که مقدار آن از ۲ تا ۱۶۵۴×۱۰^{-5} (SI) را نشان می‌دهد. براین اساس گرانیتوئیدها ویژگی مگنتیتی- ایلمنیتی نشان می‌دهند (شکل ۴).

ژئوشیمی

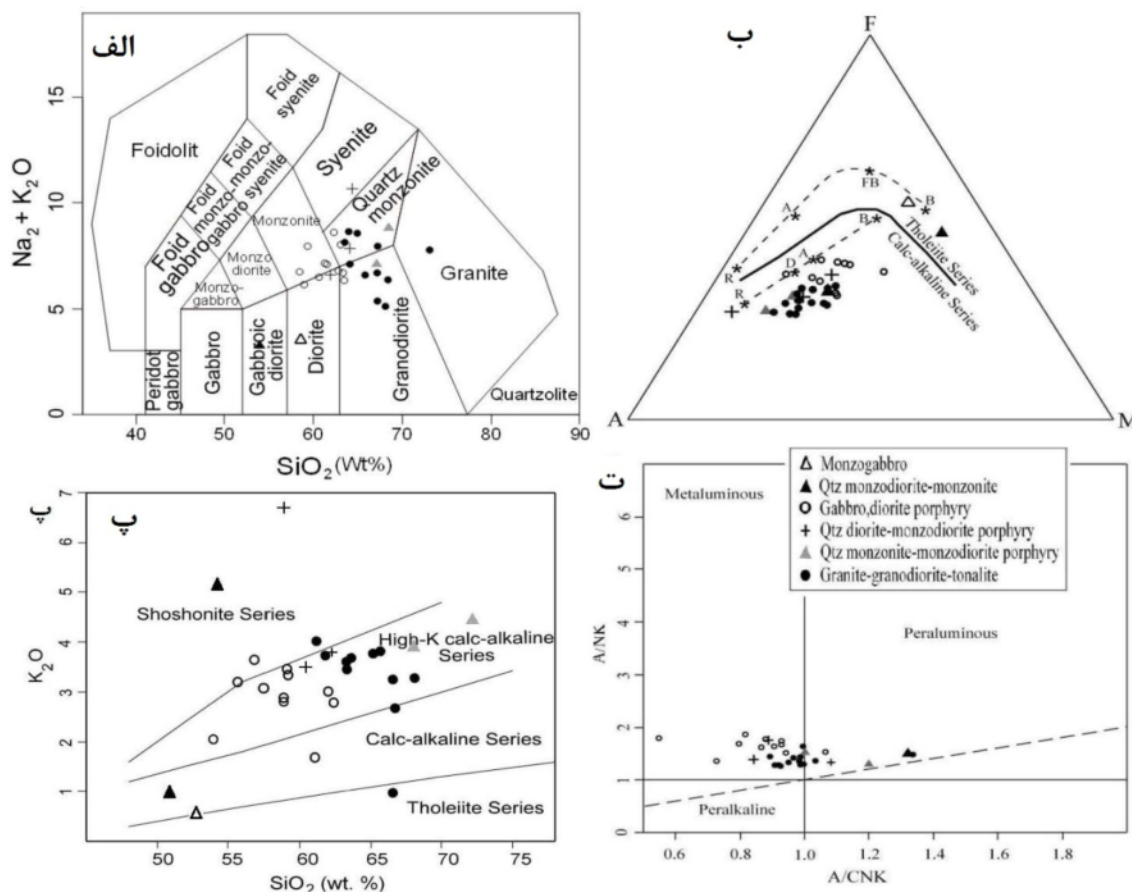
نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در جدول ۱ آمده‌اند. مقدار SiO_2 از ۵۰٫۸۱ تا ۷۱٫۸۱ متغیر است. جهت نامگذاری سنگ‌ها براساس اکسیدهای اصلی، از نمودار سنگ‌های پلوتونیک Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 [۲۳] (شکل ۵ الف) استفاده شد. توده‌ها در بازه‌ی گسترده‌ای از دیوریت گابرویی، مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند. براساس نمودار AFM [۲۴] (شکل ۵.ب)، همه‌ی نمونه‌ها در قلمرو آهکی- قلیایی قرار می‌گیرند، به استثنای دو نمونه مافیک (نمونه‌ی کوارتز مونزوگابرو (BP-104) و یک نمونه کوارتز مونزونیت- مونزونیت (نمونه BP-25) که در قلمروی تولئیتی قرار دارند. باستثنای سه نمونه (دو نمونه مافیک یادشده در شکل ۵.ب و یک نمونه اسیدی)، همه‌ی نمونه سنگ‌های نفوذی و نیمه عمیق کاشمر در نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۲۵]، در قلمروی سری‌های آهکی-قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵ پ).

یک نمونه اسیدی به دلیل پایین بودن K_2O در قلمرو تولئیتی قرار گرفت، که علت آن بالا بودن مقدار Na_2O است (شکل ۵ پ و جدول ۱). در نمودار رده‌بندی سنگ‌ها با شاخص اشباع آلومینیوم [۲۶] (شکل ۵.ت)، همه‌ی سنگ‌ها ویژگی متاآلومین (A/CNK<۱.۱) تا پرآلومین ضعیف (ASI تا ۱٫۱) نشان می‌دهند. مقدار A/CNK<۱.۱ برای اغلب نمونه‌ها موید ویژگی متاآلومین و وابستگی آن‌ها به سری I است. سه نمونه مافیک (نمونه‌ی کوارتز مونزوگابرو (BP-104) و دو نمونه کوارتز مونزونیت- مونزونیت (نمونه‌های BP14 و BP-25) با مقدار ASI= ۱٫۳۳-۲٫۳۲ و ویژگی پرآلومین قوی و با کمترین مقادیر SiO_2 و CaO و بیشترین مقادیر MgO)، فاقد دگرسانی ولی دارای LOI بالا هستند (جدول ۱). علاوه بر فراوانی اکسید عناصر اصلی سدیم، پتاسیم و منیزیم، غنی‌شدگی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti، Zr، Y، Nb، Ta و P شاخص لامپروفیرها هستند. ماگماهای لامپروفیری غنی از مواد فرار در محدوده‌ای از فرایاری تا حدواسط و با ترکیب پتاسیک

تا سدیک هستند که معمولاً به صورت دایک، لوپولیت، استوک و نفوذیهای کوچک دیده می‌شوند. سه نمونه کوارتز مونزوگابرو و کوارتز مونزونیت- مونزونیت ویژگی‌های بازالت تولئیتی با آلومینیوم زیاد و سنگ‌های لامپروفیری را نشان می‌دهند. بازالت تولئیتی آلومینیوم زیاد معمولاً در ابتدائی‌ترین مراحل فعالیت‌های ماگمایی مافیک در یک ناحیه نفوذ می‌کند. در نمودار Na_2O+K_2O-CaO در مقابل SiO_2 [۲۷] برای تعیین کلسیک یا قلیایی بودن گرانیتوئیدها (شکل۶ الف)، گرانیتوئیدها در بازه آهکی- قلیایی تا قلیایی قرار می‌گیرند. براساس رده-بندی Frost [۲۸] برای گرانیتوئیدهای نوع A و I، گرانیتوئیدهای کاشمر در قلمرو منیزیم‌دار (نوع I) قرارمی‌گیرند (شکل ۶ ب).



شکل ۴ نمایش گرانیتوئیدهای کاشمر در نمودار تعیین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی (Magnetic susceptibility) گرانیتوئیدها از [۲۲].



شکل ۵ موقعیت توده‌های نفوذی و نیمه عمیق کاشمر در: الف) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 [۲۳]، ب) نمودار AFM [۲۴]، A:Na_2O+K_2O, F: $FeO+Fe_2O_3$, M: MgO, B:Basalt,FB: Ferro-Basalt, A: Andesite, D: Dacite, R: Rhyolite، پ) نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۲۵]، ت) نمودار تعیین اندازه آلومینیوم (A/NK-A/CNK) [۲۶].

جدول ۱

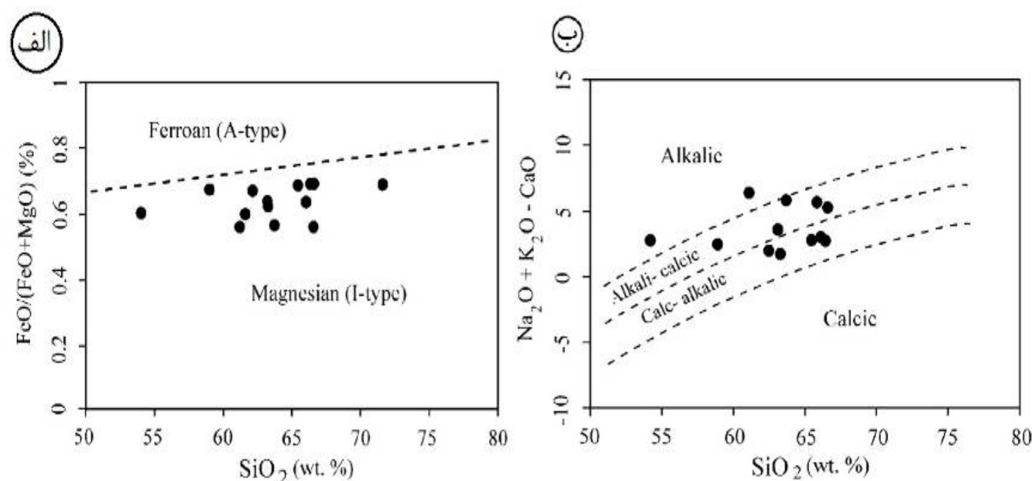
Sample	Mafic- intermediate rocks										
	BP-104	BP-25	BP-14	KP-101	BP-24	BP-28	KP-22	KP-33	BP-4	SP-20	KP-104
	qz-gb/mnzd	qz-gb/mnzd	qz-gb/mnzd	Dr/qz-dr	Dr/qz-dr	Dr/qz-dr	Dr/qz-dr	Dr/qz-dr	qz-mnzd	qz-mnzd	qz-mnzd
SiO_2	۵۲/۶۵	۵۰/۸۱	۵۳/۳۴	۵۹/۱۷	۵۸/۸۶	۵۷/۵۲	۶۲/۰۶	۵۶/۸۶	۶۱/۰۸	۶۲/۳۳	۶۳/۶۸
TiO_2	۰/۹۸	۱/۴۱	۰/۸۴	۰/۶۴	۰/۸۱	۰/۸۶	-/۸۱	۰/۷۷	۰/۸۵	۰/۸۱	۰/۶۲
Al_2O_3	۱۲/۸۰	۱۲/۷۸	۱۳/۰۵	۱۵/۱۵	۱۴/۱۴	۱۵/۱۰	۱۵/۰۹	۱۴/۱۱	۱۴/۸۵	۱۵/۳۶	۱۴/۹۲
Fe_2O_3	۱/۳۹	۱/۵۰	۰/۶۴	۰/۶۰	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۶۱	۰/۶۸	۰/۷۷	۰/۵۰	۰/۵۰
FeO	۱۱/۲۵	۱۲/۲۱	۵/۱۹	۴/۸۶	۶/۳۸	۶/۴۰	۴/۹۸	۵/۵۲	۶/۲۶	۴/۸۵	۴/۰۵
MnO	۰/۳۲	۰/۵۴	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۳
MgO	۶/۴۴	۱۱/۱	۴/۱۹	۴/۵۵	۳/۹۹	۴/۵۴	۳/۳۷	۴/۹۲	۳/۲۲	۲/۸۳	۳/۱۵
CaO	۰/۶۱	۰/۵۶	۰/۶۶	۴/۰۴	۵/۱۴	۵/۶۸	۳/۹۲	۴/۸۸	۳/۲۱	۴/۸۰	۲/۴۹
Na_2O	۲/۶۲	۲/۱۲	۱/۸۶	۳/۴۵	۳/۴۶	۲/۹۳	۳/۵۵	۳/۹۷	۴/۹۱	۳/۴۵	۴/۶۸
K_2O	۰/۵۴	۰/۹۲	۵/۱۰	۳/۳۸	۲/۸۴	۳/۰۷	۲/۹۹	۳/۶۴	۱/۶۸	۲/۷۸	۳/۶۵
P_2O_5	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۵۰	۰/۳۹	۰/۳۰	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۲۸
LOI	۴/۷۶	۴/۱۱	۵/۱۱	۳/۰۳	۲/۰۵	۱/۴۷	۱/۳۴	۳/۳۹	۱/۷۸	۱/۰۷	۱/۲۳
Total	۹۴/۶۴	۹۸/۳۲	۹۱/۲۹	۹۹/۲۹	۹۹/۱۲	۹۹/۰۷	۹۹/۲۵	۹۹/۲۲	۹۹/۱۲	۹۹/۲۴	۹۹/۳۸
A/CNK	۲/۱۳	۲/۳۲	۱/۳۳	۰/۹۱	۱/۰۶	۰/۸۲	۰/۹۳	۰/۷۳	۰/۹۴	۰/۸۸	۰/۹۲
	(ppm)										
Ba	۸۱	۲۷۹	۹۸۳	۵۳۵	۴۶۵	۷۶۰	۵۳۲	۶۷۰	۵۹۸	۵۵۶	۷۰۷
Be	۲	<۱	۲	۱	۱	<۱	۳	<۱	۱	۴	<۱
Rb	۱۲	۱۷	۱۰۲	۷۴	۵۰	۶۰	۷۱	۷۴	۳۱	۷۴	۷۱
Sr	۵۶	۵۸	۱۵۰	۳۷۷	۳۸۱	۵۱۴	۴۰۴	۲۸۱	۳۳۵	۳۷۹	۲۵۹
Ga	۱۷	۱۸	۱۵	۱۷	۱۶	۱۸	۱۶	۱۷	۱۶	۱۶	۱۶
Ta	۰/۸	۰/۴	۰/۵	۰/۵	۰/۷	۰/۷	۰/۸	۰/۵	۰/۷	۰/۸	۰/۸
Th	۸/۶	۴/۸	۶/۵	۷/۴	۷/۱	۷/۵	۸/۴	۸	۷/۷	۷/۸	۹/۹
U	۳/۲	۱/۳	۱/۴	۲/۱	۲/۲	۱/۹	۲/۲	۲	۱/۶	۱/۹	۲/۴
Zr	۱۸۹	۱۳۴	۱۷۵	۲۰۴	۱۷۵	۱۸۳	۲۳۷	۲۱۷	۲۰۶	۲۳۵	۲۴۳
Hf	۶	۴	۴	۵	۵	۴	۵	۵	۵	۶	۶
Y	۲	۲۳	۲۳	۲۸	۲۵	۲۷	۳۰	۲۶	۳۰	۳۳	۳۱
Cs	۱	۱	۱	۱۱	۱	۸	۴	۱	۱	۲	۱
Nb	۱۱	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۰	۱۳	۱۰	۱۰	۱۳	۱۲
Co	۲۰	۲۴	۲۰	۱۰	۱۵	۱۹	۹	۱۳	۱۲	۱۰	۵
V	۱۴۶	۲۴۳	۱۴۴	۱۲۶	۱۴۸	۲۱۱	۱۱۷	۱۷۷	۱۲۰	۱۱۶	۹۳
La	۱۲/۱	۲۰/۲	۱۴/۸	۲۴	۲۴/۵	۲۳/۵	۲۷/۹	۲۴/۳	۲۵/۸	۲۷/۳	۲۶/۳
Ce	۳۲/۹	۴۳/۱	۳۳/۸	۴۸/۹	۵۰	۵۱/۶	۵۶/۵	۵۰/۵	۵۳/۷	۵۸/۷	۵۷/۲
Pr	۳/۷۶	۵/۲۱	۴/۲۲	۶/۴۰	۵/۹۴	۶/۱۹	۶/۷۰	۶/۳۰	۶/۳۸	۶/۹۹	۷/۱۷
Nd	۱۵/۷	۲۲/۴	۱۸/۳	۱۹/۵	۲۴/۵	۲۹	۲۷/۸	۲۸/۳	۲۸/۲	۲۹/۸	۲۵/۳
Sm	۳/۵۰	۴/۷۰	۳/۷۶	۴/۷۶	۵/۰۳	۵/۱۰	۵/۷۶	۵/۱۵	۵/۹۲	۵/۷۰	۶/۰۳
Eu	۰/۵۰	۱/۰۹	۰/۸۴	۱/۲۲	۱/۲۹	۱/۳۹	۱/۳۵	۱/۲۹	۱/۴۰	۱/۳۷	۱/۲۹
Gd	۳/۲۵	۴/۷۹	۳/۷۳	۵/۳۹	۵/۶۰	۵/۳۸	۵/۴۷	۵/۶۵	۵/۸۸	۵/۷۷	۵/۲۴
Tb	۰/۵۱	۰/۶۶	۰/۵۷	۰/۷۴	۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۷۷	۰/۷۳	۰/۸۰	۰/۷۹	۰/۷۹
Dy	۳/۴۰	۴/۱۲	۴/۲۳	۴/۴۵	۴/۹۱	۴/۳۵	۴/۸۲	۴/۶۴	۴/۷۳	۵/۳۱	۴/۳۰
Ho	۰/۶۹	۰/۸۱	۰/۸۶	۰/۹۲	۰/۹۹	۰/۸۷	۰/۹۷	۰/۹۰	۲/۰۹	۱	۰/۹۶
Er	۱/۸۸	۲/۴۱	۲/۲۳	۲/۷۹	۲/۷۶	۲/۳۹	۳/۰۱	۲/۶۲	۲/۶۷	۳/۰۸	۳/۱۴
Tm	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۴۳	۰/۴۴	۰/۳۷	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۴۰	۰/۴۷	۰/۴۵
Yb	۲/۳۵	۲/۳۲	۲/۶۳	۲/۷۸	۲/۸۰	۲/۶۸	۲/۸۱	۲/۷۵	۳/۰۶	۲/۷۶	۳/۰۹
Lu	۰/۳۵	۰/۴۸	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۴۵	۰/۳۷	۰/۴۸	۰/۴۴	۰/۴۷	۰/۴۷	۰/۵۲
(La/Yb)n	۶/۶۹	۵/۹۶	۵/۶۸	۶/۰۱	۵/۹۰	۵/۹۱	۶/۶۹	۵/۹۶	۵/۶۸	۶/۶۷	۶/۶۷
Eu/Eu*	۰/۴۵	۰/۷۰	۰/۶۹	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۸۱	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۰
∑REEs	۸۱/۲	۱۱۲/۵	۹۰/۷	۱۲۳/۵	۱۳۰	۱۳۳/۹	۱۴۴/۸	۱۳۴	۱۴۰/۵	۱۴۹/۵	۱۴۱/۸

جدول ۱

Sample	Mafic- intermediate rocks							Dyke swarm Granitoids				
	KP-24	KP-60	KP-57	KP-41	BP-11	BP-102	KP-102			R15907*	R15924	SP-7
(Wt %) SiO_2	qz-mnzd	qz-mnzd/mn	qz-dr/mnzdr	qz-dr/mnz	qz-mnz/mn	qz-mnz	grd/qzmnzd	Qz-dr/mnzdr		grd	tn/grd	gr
	۶۱٫۲۳	۶۵٫۹۸	۶۰٫۶۱	۶۱٫۵۳	۶۵٫۹۲	۶۷٫۲۱	۶۱٫۸۳	۶۲٫۲۸		۵۹٫۰۱	۵۴٫۳۵	۶۳٫۳۱
TiO_2	۰٫۶۴	۰٫۶۰	۰٫۷۷	۰٫۶۳	۰٫۵۴	۰٫۵۷	۰٫۶۹	۰٫۷۳		۰٫۸۱	۰٫۸۰	۰٫۶۵
Al_2O_3	۱۴٫۸۵	۱۴٫۹۸	۱۵٫۰۸	۱۶٫۳۱	۱۴٫۳۶	۱۴٫۴۳	۱۴٫۶۵	۱۴٫۲۷		۱۶٫۰۴	۱۶٫۸۰	۱۵٫۳۵
Fe_2O_3	۰٫۵۰	۰٫۴۵	۰٫۶۶	۰٫۵۰	۰٫۵۲	۰٫۴۹	۰٫۵۷	۰٫۵۹		۰٫۷۶	۰٫۹۵	۰٫۵۶
FeO	۴٫۰۵	۳٫۶۰	۵٫۳۵	۴٫۰۹	۴٫۲۴	۳٫۹۷	۴٫۶۱	۴٫۷۴		۶٫۱۸	۷٫۷۰	۴٫۵۵
MnO	۰٫۴۲	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۳		۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۲
MgO	۳٫۲۴	۲٫۰۱	۳٫۹۱	۱٫۱۰	۲٫۶۲	۱٫۹۵	۳٫۱۲	۳٫۰۱		۲٫۷۶	۴٫۲۷	۲٫۸۲
CaO	۱٫۹۳	۲٫۰۹	۴٫۶۱	۱٫۴۲	۰٫۷۳	۰٫۴۶	۳٫۴۵	۳٫۵۱		۴٫۲۶	۴٫۱۸	۳٫۲۹
Na_2O	۴٫۲۳	۴٫۰۴	۲٫۹۷	۲٫۲۰	۳٫۱۸	۳٫۷۲	۴٫۱۷	۳٫۸۶		۴٫۱۵	۴٫۸۱	۳٫۳۶
K_2O	۴٫۰۷	۳٫۹۰	۳٫۴۷	۸٫۱۸	۳٫۸۴	۴٫۸۸	۳٫۷۲	۳٫۷۸		۲٫۸۷	۲٫۰۴	۳٫۶۱
P_2O_5	۰٫۵۴	۰٫۲۰	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۳۸	۰٫۲۸		۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۲۵
LOI	۲٫۲۵	۱٫۴۸	۱٫۴۲	۲٫۹۶	۱٫۱۲	۱٫۳۸	۱٫۹۶	۲٫۱۲		۱٫۶۲	۲٫۶۰	۱٫۴۷
Total	۹۷٫۹۵	۹۹٫۴۲	۹۹٫۲۴	۹۹٫۳۷	۹۹٫۳۶	۹۹٫۳۸	۹۹٫۲۹	۹۹٫۲۹		۹۹٫۶۵	۹۹٫۸۰	۹۹٫۳۴
A/CNK	۱	۰٫۹۴	۰٫۸۹	۱٫۰۸	۱٫۱۰	۰٫۹۷	۰٫۸۵	۰٫۸۸		۰٫۹۹	۱٫۰۹	۱
(ppm)												
Ba	۸۰۸	۶۶۲	۵۴۵	۹۹۱	۵۴۷	۱۴۷۵	۷۰۱	۷۲۳		۵۰۵	۲۹۵	۶۶۷
Be	<۱	۳	۱	<۱	۴	۱	۳	۱				۱
Rb	۱۰۹	۷۷	۷۳	۱۷۳	۹۴	۸۰	۸۷	۶۵		۵۵	۷۲	۷۳
Sr	۱۹۱	۳۴۷	۳۳۱	۱۱۵	۳۹۳	۱۲۹	۳۵۴	۳۵۹		۳۶۳	۳۱۵	۳۴۰
Ga	۱۶	۱۶	۱۵	۱۴	۱۴	۱۴	۱۶	۱۵		۱۸	۱۹	۱۷
Ta	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۸				۰٫۸
Th	۹٫۵	۱۲٫۱	۹٫۲	۹٫۷	۱۳٫۵	۱۱٫۲	۱۱٫۲	۸٫۸		۱۱	۳	۸٫۹
U	۲٫۵	۲٫۹	۲٫۱	۲	۳٫۶	۳٫۳	۲٫۳	۲٫۶		۲	۲	۱٫۵
Zr	۲۰۱	۲۳۲	۲۲۹	۲۱۸	۱۶۷	۲۲۳	۲۵۱	۲۱۵		۱۴۴	۸۴	۲۵۷
Hf	۵	۶	۵	۶	۵	۷	۶	۶				۶
Y	۲۴	۳۱	۲۸	۲۵	۱۹	۲۸	۳۱	۲۹		۳۳	۲۰	۲۵
Cs	۳	۲	۴	۳	۳	۱	۴	۱				۳
Nb	۱۱	۱۴	۱۲	۱۱	۸	۱۳	۱۵	۱۲		۸	۴	۱۱
Co	۷	۷	۱۴	۵	۱۰	۴	۱۱	۱۰				۸
V	۸۶	۷۳	۱۴۴	۸۷	۱۰۶	۵۷	۱۲۰	۱۰۶		۱۹۰	۲۲۰	۹۴
La	۳۲٫۳	۳۳٫۴	۲۷	۲۳٫۱	۲۴٫۱	۳۰٫۸	۳۰	۲۸٫۸		۲۶	۱۴	۲۹٫۱
Ce	۶۲٫۹	۶۷٫۷	۵۴٫۲	۵۰٫۵	۴۸٫۳	۵۹٫۵	۶۴٫۵	۶۰		۶۰	۲۵	۵۵٫۸
Pr	۷	۷٫۵۳	۶٫۳۷	۶٫۴۵	۵٫۴۱	۷٫۱۶	۷٫۷۶	۶٫۹۸				۶٫۴۴
Nd	۲۷٫۱	۳۰٫۶	۲۲٫۴	۲۵٫۴	۲۰٫۶	۲۷٫۹	۲۷٫۶	۲۸٫۹				۲۲٫۵
Sm	۴٫۷۷	۶٫۱۲	۵٫۲۸	۵٫۱۵	۴٫۳۱	۵٫۴۳	۶٫۷۶	۵٫۸۷				۴٫۵۴
Eu	۱٫۰۶	۱٫۴۰	۱٫۱۵	۱٫۰۱	۰٫۹۵	۱٫۱۹	۱٫۳۶	۱٫۴۷				۰٫۹۷
Gd	۴٫۴۷	۶٫۷۶	۵٫۳۱	۴٫۶۵	۴	۵٫۶۴	۵٫۷۱	۶٫۱۴				۴٫۴۰
Tb	۰٫۶۵	۰٫۹۴	۰٫۷۳	۰٫۶۸	۰٫۶۰	۰٫۸۲	۰٫۸۱	۰٫۸۸				۰٫۶۲
Dy	۴٫۰۷	۵٫۹۴	۴٫۲۵	۳٫۹۳	۳٫۴۰	۵٫۷۴	۵٫۴۰	۵٫۴۰				۴٫۲۱
Ho	۰٫۸۵	۱٫۱۸	۰٫۸۶	۰٫۸۷	۰٫۶۵	۱٫۰۸	۱٫۰۵	۱٫۱۳				۰٫۷۹
Er	۲٫۳۲	۳٫۵۵	۲٫۵۷	۲٫۴۷	۲٫۰۴	۳٫۱۶	۲٫۸۸	۳٫۱۳				۲٫۳۱
Tm	۰٫۳۶	۰٫۵۵	۰٫۴۰	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۴۸	۰٫۴۴	۰٫۴۸				۰٫۳۸
Yb	۲٫۵۱	۳٫۸۷	۲٫۶۸	۲٫۴۴	۲٫۱۴	۳٫۴۷	۲٫۹۷	۳٫۲۲				۲٫۶۶
Lu	۰٫۳۸	۰٫۵۴	۰٫۴۴	۰٫۴۱	۰٫۳۳	۰٫۵۳	۰٫۴۳	۰٫۴۸				۰٫۴۲
(La/Yb)n	۵٫۲۹	۵٫۸۲	۶٫۷۹	۶٫۳۸	۸٫۰۸	۷٫۵۹	۶٫۶۹	۶٫۰۳				۵٫۹۶
Eu/Eu*	۰٫۷۰	۰٫۶۷	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۱۷	۰٫۷۰	۰٫۶۷	۰٫۷۵				۰٫۶۶
∑REEs	۱۵۰٫۷	۱۷۰	۱۳۳٫۶	۱۲۷٫۳	۱۱۷٫۲	۱۵۲٫۹	۱۵۷٫۶	۱۵۲٫۹				۱۳۵٫۱

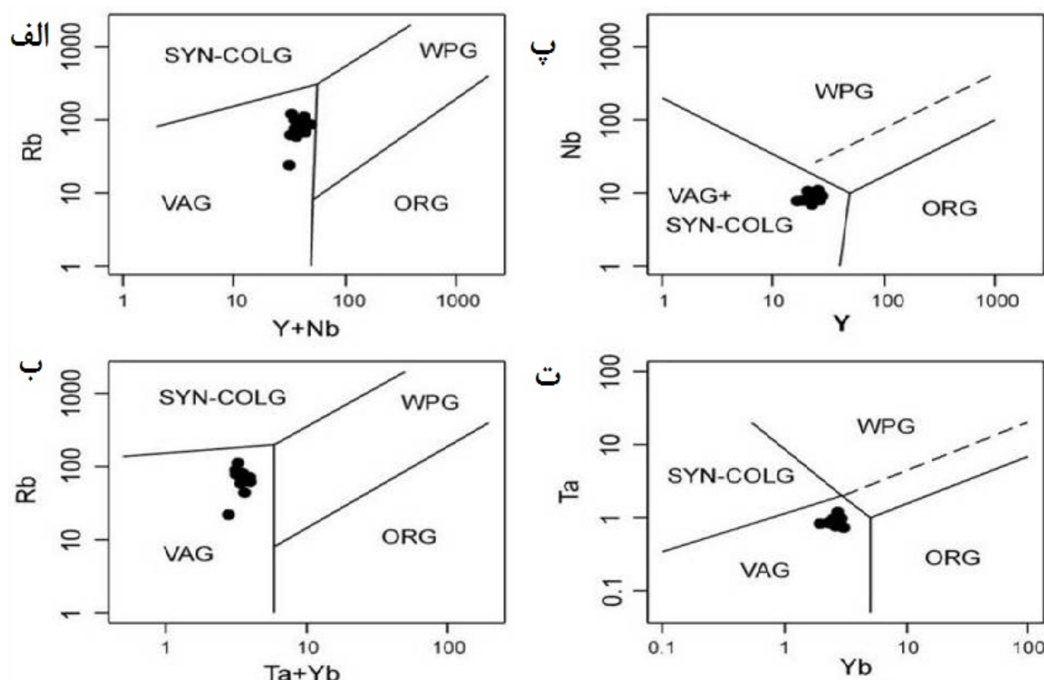
جدول ۱

Sample	Granitoids									
	SP-101	BP-101	SP-22	BP-13	R15908*	R15958*	R15918*	R15910*	R15915*	R15909*
	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr	Kf-g	Kf-g
(Wt %)										
SiO_2	۶۶٫۵۵	۶۳٫۶۸	۶۱٫۲۳	۶۵٫۹۸	۶۲٫۳۰	۶۶٫۴۴	۶۵٫۳۳	۶۳٫۴۲	۶۶٫۴۱	۷۱٫۸۱
TiO_2	۰٫۸۷	۰٫۶۲	۰٫۶۴	۰٫۶۰	۰٫۶۳	۰٫۴۵	۰٫۴۹	۰٫۵۹	۰٫۴۶	۰٫۲۶
Al_2O_3	۱۴٫۱۸	۱۴٫۹۲	۱۴٫۸۵	۱۴٫۹۸	۱۶٫۰۲	۱۵٫۲۴	۱۵٫۵۳	۱۵٫۳۷	۱۵٫۲۲	۱۳٫۷۷
Fe_2O_3	۰٫۵۸	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۴۵	۰٫۵۳	۰٫۳۹	۰٫۴۵	۰٫۵۴	۰٫۳۹	۰٫۲۲
FeO	۴٫۶۸	۴٫۰۵	۴٫۰۵	۳٫۶۰	۴٫۳۲	۳٫۱۳	۳٫۶۲	۴٫۳۷	۳٫۱۶	۱٫۸۰
MnO	۰٫۲۳	۰٫۱۳	۰٫۴۲	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۰۳
MgO	۳٫۷۸	۳٫۱۵	۳٫۲۴	۲٫۰۱	۱٫۹۳	۱٫۳۹	۱٫۶۵	۲٫۳۶	۱٫۴۱	۰٫۷۰
CaO	۰٫۶۶	۲٫۴۹	۱٫۹۳	۲٫۰۹	۴٫۵۱	۳٫۳۹	۳٫۳۷	۴٫۷۱	۳٫۲۳	۲٫۰۴
Na_2O	۵٫۰۸	۴٫۶۸	۴٫۲۳	۴٫۰۴	۳٫۸۱	۳٫۶۳	۳٫۷۰	۳٫۳۴	۳٫۸۹	۳٫۱۰
K_2O	۰٫۹۷	۳٫۶۵	۴٫۰۷	۳٫۹۰	۲٫۷۵	۳٫۲۱	۳٫۲۳	۳٫۳۹	۲٫۸۳	۴٫۶۲
P_2O_5	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۵۴	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۰۶
LOI	۱٫۵۲	۱٫۲۳	۲٫۲۵	۱٫۴۸	۱٫۰۳	۱٫۷۷	۱٫۶۱	۱٫۳۷	۱٫۶۱	۲٫۰۴
Total	۹۹٫۳۵	۹۹٫۳۸	۹۷٫۹۵	۹۹٫۴۲	۹۸٫۷۵	۹۹٫۹۴	۹۹٫۷۷	۱۰۰٫۳۸	۹۹٫۳	۱۰۰٫۸۰
A/CNK	۱٫۳۴	۰٫۹۲	۱	۰٫۹۴	۰٫۹۲	۰٫۹۶	۰٫۹۹	۰٫۸۷	۰٫۹۹	۰٫۹۹
(ppm)										
Ba	۲۷۶	۷۰۷	۸۰۸	۶۶۲	۵۱۵	۵۳۰	۵۱۵	۴۴۰	۵۹۵	۵۸۰
Be	۲	>۱	>۱	۳						
Rb	۲۱	۷۱	۱۰۹	۷۷	۵۹	۸۰	۸۸	۱۰۳	۶۲	۱۴۵
Sr	۱۲۸	۲۵۹	۱۹۱	۳۴۷	۳۴۲	۲۶۹	۲۸۸	۳۱۵	۲۷۳	۱۸۸
Ga	۱۲	۱۶	۱۶	۱۶	۱۸	۱۶	۱۷	۱۶	۱۵	۱۳
Ta	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۹						
Th	۹٫۴	۹٫۹	۹٫۵	۱۲٫۱	۵٫۳	۱۰٫۹	۱۰٫۱	۱۰٫۷	۱۰٫۸	۱۷٫۶
U	۱٫۹	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۹	۰٫۹	۱٫۵	۲٫۳	۱٫۸	۳٫۱	۴٫۶
Zr	۲۰۳	۲۴۳	۲۰۱	۲۳۲	۱۹۸	۱۷۰	۱۷۴	۱۸۰	۱۸۰	۱۴۸
Hf	۶	۶	۵	۶	۴٫۸	۹٫۴	۴٫۶	۴٫۹	۴٫۶	۴
Y	۲۳	۳۱	۲۴	۳۱	۲۲	۲۲	۲۲	۲۳	۲۲	۱۶
Cs	۱	۱	۳	۲	۰٫۹	۱٫۲	۲٫۷	۵	۲٫۶	۵
Nb	۱۰	۱۲	۱۱	۱۴	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Co	۶	۷	۷	۷						
V	۶۹	۹۳	۸۶	۷۳	۹۶	۵۸	۷۸	۱۰۸	۶۲	۳۰
La	۲۳٫۸	۲۶٫۳	۳۲٫۳	۳۳٫۴	۱۷٫۴	۲۵	۲۲	۲۲	۲۱٫۵	۲۴٫۵
Ce	۵۰٫۵	۵۷٫۲	۶۲٫۹	۶۷٫۷	۳۶٫۵	۵۰	۴۴	۴۵	۴۲٫۵	۴۵٫۵
Pr	۵٫۳۶	۷٫۱۷	۷	۷٫۵۳						
Nd	۲۰٫۹	۲۵٫۳	۲۷٫۱	۳۰٫۶	۱۷٫۴	۲۰٫۵	۱۸٫۲	۲۰	۱۷٫۶	۱۵٫۸
Sm	۴٫۰۴	۶٫۰۳	۴٫۷۷	۶٫۱۲	۴	۳٫۴	۴	۴٫۲	۳٫۹	۳٫۳
Eu	۱٫۰۶	۱٫۲۹	۱٫۰۶	۱٫۴۰	۱٫۱۱	۰٫۹۴	۰٫۸۷	۰٫۹۳	۰٫۸۷	۰٫۵۷
Gd	۳٫۹۵	۵٫۲۴	۴٫۴۷	۶٫۷۶	۳٫۶۰	۳	۳٫۷۰	۳٫۳۷۰٫۸۰	۳٫۶۰	۳٫۳۰
Tb	۰٫۵۷	۰٫۷۹	۰٫۶۵	۰٫۹۴	۰٫۵۴	۰٫۵۰	۰٫۶۵	۰٫۶۵	۰٫۶۲	۰٫۵۵
Dy	۳٫۶۷	۴٫۳۰	۴٫۰۷	۵٫۹۴						
Ho	۰٫۶۶	۰٫۹۶	۰٫۸۵	۱٫۱۸	۰٫۷۵	۰٫۶۵	۰٫۹۰	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۰٫۸۰
Er	۲٫۲۵	۳٫۱۴	۲٫۳۲	۳٫۵۵						
Tm	۰٫۳۴	۰٫۴۵	۰٫۳۶	۰٫۵۵						
Yb	۲	۳٫۰۹	۲٫۵۱	۳٫۸۷	۲٫۱۰	۲٫۳۵	۲٫۳۰	۲٫۱۵	۲٫۴۰	۱٫۹۰
Lu	۰٫۳۶	۰٫۵۲	۰٫۳۸	۰٫۵۴	۰٫۳۴	۰٫۳۹	۰٫۳۷	۰٫۳۵	۰٫۳۸	۰٫۲۹
(La/Yb)n	۵٫۶۸	۶٫۶۷	۵٫۲۹	۵٫۸۲	۵٫۶۰	۷٫۱۹	۶٫۴۶	۶٫۹۱	۶٫۰۵	۸٫۷۱
Eu/Eu*	۰٫۸۱	۰٫۷۰	۰٫۷۰	۰٫۶۷	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۷۰	۰٫۵۲
∑REEs	۱۱۹٫۵	۱۴۱٫۸	۱۵۰٫۷	۱۷۰	۸۳٫۷۴	۱۰۶٫۷۳	۹۶٫۹۹	۸۰٫۵۵	۹۴٫۳۲	۹۶٫۵۱

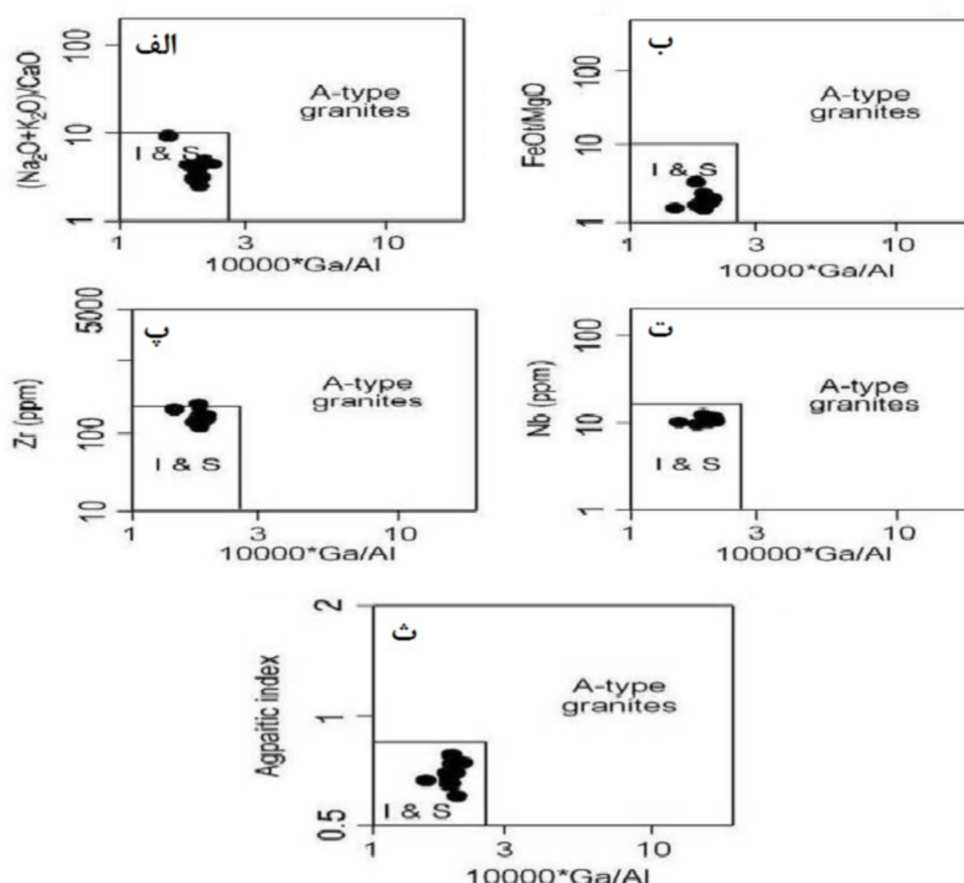


شکل ۶ الف) نمایش گرانیتوئیدهای کاشمر در نمودار SiO_2 در مقابل FeO/(FeO+MgO) [۲۷]. بالای خط چین بـه گـستره‌ی گرانیتوئیـدهای آهن دار (نوع A) و زیر خط به گرانیتوئید های منیزیم دار نوع کردیلرا (I-type) تعلق دارد. ب) نمایش گرانیتوئیدهای کاشـمر در نمـودار SiO_2 در مقابل Na_2O+K_2O-CaO برای تعیین کلسیک یا قلیایی بودن [۲۸].

براساس مقدار عناصر Nb ،Rb و Ta در نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدها [۲۹]، سنگ‌های نفوذی و نیمه عمیق کاشمر در قلمرو کمان آتشفشانی منطقه‌ی فرورانش (VAG) نزدیک به قلمرو برخورد قاره (syn-COLG) قرار می‌گیرند (شکل ۷). با نمایش گرانیتوئیدها در نمودارهای جدا کننده‌ی گرانیت‌ها (شکل ۸) [۳۰] و قراردادن عناصر Zr، Ce ،Nb و Y در مقابل نسبت‌های FeO*/MgO و 10000* Ga/Al در برابر شاخص پایین آگپائیتیک ($Molar\ AI = Na_2O + K_2O/Al_2O_3$)، سنگ‌ها در قلمرو گرانیت‌های I قرار می‌گیرند.



شکل ۷ موقعیت گرانیتوئیدهای کاشمر در نمودارهای تعیین موقعیت زمـین سـاختی [۲۹]؛ الـف) Rb در مقابـل Y+Nb؛ ب) Rb در مقابـل Ta +Yb؛ پ) Nb در مقابل Y، و پ) Ta در مقابل Yb. نمونه‌ها در قلمرو کمان آتشفشانی درون قاره و برخوردگاه قرار می‌گیرند SYN-COLG: Syn Collision Granite, WPG: Within Plate Granite, ORG: Oceanic Ridge Granite, VAG: Volcanic Arc Granite



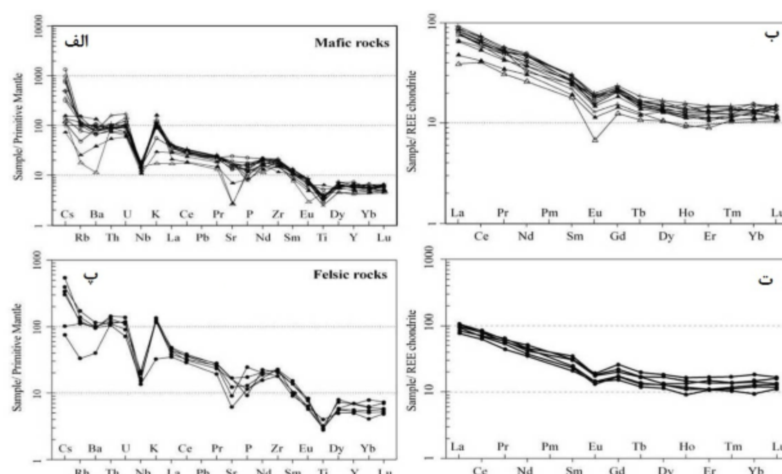
شکل ۸ موقعیت گرانیت‌های کاشمر در نمودارهای جداکننده‌ی گرانیتوئیدها [۳۰]؛ الف) $(Na_2O + K_2O/CaO)$ در مقابل Ga/Al × 1000؛ ب) FeO/MgO در مقابل Gl/Al × 1000؛ پ) Zr در مقابل Gl/Al × 1000؛ ت) Nb در مقابل Gl/Al × 1000؛ و ث) اندیس آگپائیتیک در مقابل Gl/Al × 1000. بر این اساس نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع I و S قرار می‌گیرند. *FG*: fractionated felsic granites, *OGT*: unfractionated I-, S- and M-type granites.

نمودار عنکبوتی، مقدار عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده با مقادیر REE کندریت [۳۱] و بهنجارسازی برخی عناصر فرعی و خاکی کمیاب نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۲] در شکل ۹ نشان داده شده‌اند. چنانکه دیده می‌شود غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در همه‌ی نمونه‌ها دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌های مافیک (نمونه‌های با ویژگی بازالت قلیایی؛ مراجعه می‌شود به بخش ژئوشیمی)، تهی‌شدگی شدید مقادیر Rb، Ba و Sr را می‌توان با نبودن پلاژیوکلاز کلسیک در ترکیب این سنگ‌ها توجیه کرد. یک نمونه‌ی اسیدی به دلیل تغییر موضعی مقدار برخی از کانی‌ها در سنگ (مانند پلاژیوکلاز یا فلدسپار قلیایی) دستخوش افت در مقدار عناصری چون Ba و Cs شده است، دارای مقادیر کم از بی‌هنجاری منفی یوروپیم (Eu) با نسبت *Eu/Eu مشخص است. در صورتی که مقدار این کسر کمتر از یک باشد، بی‌هنجاری منفی است [۳۳]. بر این اساس همه‌ی سنگ‌ها بی‌هنجاری منفی یوروپیم (Eu) دارند (جدول ۱ و شکل ۹). مقادیر منفی ناشی از کمبود پلاژیوکلاز کلسیک در نمونه‌هاست که با میزان Sr پایین (کمتر از ۴۰۰ گرم در تن) در همه‌ی نمونه‌ها (به جز یک نمونه) نیز تایید می‌شود. بهنجارسازی برخی عناصر فرعی و خاکی کمیاب نسبت به گوشته‌ی اولیه، نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb، Cs، Ba و Th و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) مانند Ce و La [$(La/Yb)_N$ = ۵٫۲-۸٫۷]، نسبت به عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Zr و Ti و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) مانند Lu و Yb است. الگوهای عناصر خاکی نادر سنگین صاف تقریباً جدا شده [$(Gd/Yb)_N$ = ۰٫۸-۱٫۸۷] است.

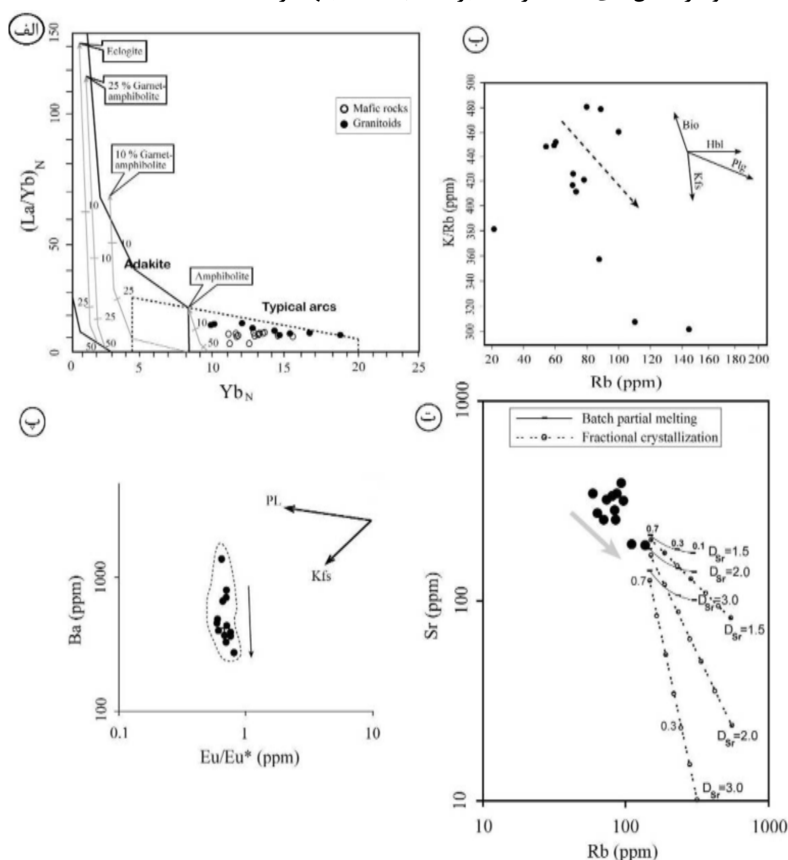
بحث

براساس ویژگی‌های صحرایی و نقشه‌ی زمین‌شناسی، ما حداقل سه فاز ماگمایی مستقل از هم (فاز اول: آتشفشانی و نفوذی‌های مافیک- حدواسط)؛ فاز دوم: گرانیتوئیدها، و فاز سوم: ماگمای عامل دسته دایک‌های موازی) را برای ماگماتیسم کاشمر پیشنهاد می‌کنیم. بازه وسیع ترکیبی و کانی‌شناسی سنگ‌های کاشمر از کوارتز مونزوگابرو تا گرانیت، نمونه‌ای شاخص از نفوذ ماگماهای تولئیتی (فاز ضعیف) و آهکی-قلیایی- شوشونیتی (فاز قوی) کمان است. اخیرا سن گرانیتوئیدها توسط [۱۹] ۴۰ میلیون سال (ائوسن میانی) تعیین شده است. ویژگی‌های صحرایی همراه با تجزیه ژئوشیمیایی نشان می دهد که همه انواع سنگ ها در اساس همخون‌اند. براساس اندازه‌گیری گشتاور، مغناطیسی و بررسی‌های سنگ نگاری و ژئوشیمی توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط و گرانیتوئیدهای ائوسن میانی کاشمر، سنگ‌های آذرین کاشمر از نوع اکسایشی- احیایی و فرورانش نوع I وابسته‌اند. شروع ماگماتیسم با نفوذ ضعیف انباشت‌های مافیک- حدواسط تولئیتی (سه نمونه‌ی استثنایی در بخش ژئوشیمی) با ویژگی پرآلومین قوی تا متاآلومین، نشان دهنده‌ی شروع ماگماتیسم به صورت بازالت‌های تولئیتی قلیایی و سپس ادامه‌ی شدید آن با توده‌های مافیک- حدواسط گسترده‌تر با ویژگی آهکی-قلیایی و شوشونیتی است. فاز اسیدی در کاشمر به صورت نفوذ گسترده‌ی گرانیتوئیدهای آهکی-قلیایی است. چنانکه برای گرانیت‌های نوع I انتظار می‌رود، گرانیتوئیدها دارای کانی‌های بیوتیت و هورنبلند بوده و ویژگی متاآلومینوس تا پرآلومینوس دارند [۳۴]. سنگ های نفوذی مافیک- حدواسط و گرانیتوئیدهای کاشمر دارای شاخص های مشابه کمان، شامل تهی شدگی از Nb-Ta-Ti و غنی شدگی در Ba، Th، Rb، U و K هستند [۳۵]، اگرچه تهی شدگی های HFSE و غنی شدگی های LILE نیز شاخص هایی از سنگ های همزمان تا پسا برخورد هستند [۲۹]. بی‌هنجاری های منفی Ti–Nb–Ta خاص انواع ماگماهای آهکی-قلیایی بوده و ممکن است با هورنبلند باقیمانده و/یا اکسیدهای آهن- تیتان (روتیل، ایلمنیت) در خاستگاه ماگماهای مادر توصیف شود [۳۶-۳۸].

براساس نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل Yb_N [۳۹]، همه‌ی سنگ‌های کاشمر از ذوب تقریبی ۵۰ درصد آمفیبولیت بوجود آمده‌اند که نشاندهنده‌ی خاستگاه پوسته‌ای است (شکل ۱۰.الف). علاوه بر مقادیر $(La/Yb)_N$ کم و Y و Yb_N متوسط تا زیاد، دیگر ویژگی‌های این سنگ‌ها مانند نسبت Sr/Y (<۲ppm)، Al_2O_3 کمتر از ۱۵ درصد وزنی، Sr<۴۰۰ppm و نبود بی‌هنجاری یوروپیم (Eu) سبب شده است تا آداکیتی نبودن آن‌ها مسجل شود. قرارگیری زیرصفحه‌ای ماگماهای مافیک نزدیک موهوی قاره ای می‌تواند گرمای کافی برای ذوب بخشی پوسته زیرین را فراهم کند ([۴۰]؛ گرچه این سازوکار توسط [۴۱،۴۲] مورد سوال قرار گرفته است). این سازوکار قادر به تولید گرانیتوئیدهای آهکی-قلیایی با پتاسیم بالا نوع I است که ترکیبی از نسبت های مختلف ترکیبات گوشته ایی و پوسته ایست. [۴۲-۴۷]. داده‌های ژئوشیمیایی و نمودارهای نقش فرآیندهای ذوب بخشی و جدایش بلوری (شکل‌های ۱۰ ب، پ و ت)، دلالت بر هضم پوسته توسط گدازه های گوشته ای دارد. یک محدودیت مهم برای خاستگاه سنگ های گرانیتی، الگوهای REE آنهاست (شکل ۹). الگوهای HREE صاف مشاهده شده دلالت بر نبود گارنت در باقیمانده‌ی یا جدایش دارد. وجود بی‌هنجاری‌های منفی کم تا قابل توجه یوروپیم (Eu) (جدول ۱ و شکل ۹) و نمودارهای تغییرات عناصر K/Rb در برابر Rb [۴۸]، Ba در برابر *Eu/Eu و Sr در برابر Rb [۴۹] برای سنگ‌های گرانیتوئیدی (شکل‌های ۱۰ ب، پ و ت)، نشان دهنده‌ی نقش فرآیندهای ذوب بخشی و جدایش بلوری (AFC) در تشکیل گرانیتوئیدهای سری I کاشمر است. ذوب بخشی در تشکیل سری I کاشمر نقش اصلی را ایفا کرده و روند جدایش از روند جدایش پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی پیروی می‌کند. به طور گسترده پذیرفته شد که گرانیتوئیدهای نوع I در کمربندهای کوهزایی هنگامی که ماگماهای بازالتی مولد با پوسته قاره‌ای از طریق واکنش اختلاط ماگما، یا هضم ترکیب شده با تبلور تفریقی (AFC) صورت می‌گیرد، حاصل می شوند [۵۰، ۵۱،۵۲]. اغلب بازسازی‌های زمین‌ساختی برای بسته شدن نئوتتیس با یک حاشیه فعال تشکیل شده در راستای اورازیایی جنوبی از مزوزئیک بالایی تا سرتاسر سنوزوئیک سازگار است [۵۳، ۵۴]. دو فاز تصادمی اصلی در ایران مرکزی و شمال‌شرقی تشخیص داده شده شامل: ۱- برخورد نئوژن بین ایران و عربی و ۲- برخورد پالئوسن بین ایران مرکزی و اورازیا با بسته شدن حوضه‌ی سبزوار. فرورانش لیتوسفر نئوتتیس به زیر ایران مرکزی با ماگماتیسم کمانی گسترده در درون صفحه رویی، با یک فاز اصلی طی ائوسن میانی همراه بود [۵۳، ۵۵،۵۶].



شکل ۹ نمودارهای چند عنصری و عناصر کمیاب الف و ب) برای توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط و ؛ پ و ت) برای گرانیتوئیدها. مقادیر در شکل‌های سمت چپ بر حسب [۳۱] و در شکل‌های سمت راست بر حسب [۳۲] بهنجار شده‌اند.



شکل ۱۰ الف) نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل Yb_N [۳۹]. بنابر این نمودار، توده‌های نفوذی و نیمه عمیق کاشمر در محیط آداکیت قرار نمی‌گیرند. این توده‌ها از ذوب تقریبی ۵۰ درصد آمفیبولیت بدون حضور گارنت به‌وجود آمده‌اند که نشاندهنده خاستگاه پوسته‌ای آن‌ها است؛ ب، پ و ت) نمودارهای تغییرات عناصر سنگ‌های گرانیتوئیدی برای درک فرآیندهای دخیل در تشکیل ماگمای گرانیتوئیدی کاشمر : ب) K/Rb در برابر Rb [۴۸]؛ پ) Ba در برابر Eu/Eu* [۴۹]؛ و ت) نمودار Rb در مقابل Sr [۴۹] برای گرانیتوئیدهای کاشمر منحنی‌ها، مدل‌های ذوب بخشی و تبلور تفریقی را برای سه Dsr مختلف در امتداد منحنی‌های درجه ذوب بخشی مربوط به درجات ذوب بخشی و تبلور تفریقی نشان می‌دهد. اعداد Dsr در امتداد منحنی‌ها اشاره بر درجه‌ی ذوب بخشی و درجه‌ی تبلور دارند. نمودارهای ب تا ت نشان دهنده نقش فرآیندهای ذوب بخشی و جدایش بلوری (AFC) در تشکیل گرانیتوئیدهای سری I کاشمر است. ذوب بخشی در تشکیل ماگمای گرانیتوئیدی نقش اصلی را ایفا کرده و روند جدایش از روند تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی پیروی می‌کند.

داده های ژئوشیمیایی کمان‌های آتشفشانی در ایران مرکزی و شمال- شمال‌غربی محدود به دوره‌های فاز ماگمایی ۱۷ میلیون ساله، از حدود ۵۴ میلیون سال تا ۳۷ میلیون سال، است [۵۶]. طی ائوسن، تغییر از یک حاشیه صفحه‌ی کششی به فشارشی در راستای منطقه‌ی همگرای عربی- اورازیایی رخ داد، که با رمبش پوسته‌ی ضخیم‌شده ایران مرکزی همراه بود [۱۲،۵۷]. رویداد بزرگ در زمان ائوسن در ایران کشش ناحیه ای بود که همبافت‌های هسته‌ای را آشکار کرد (شکل ۱) [۱۲، ۵۸]. سنگ‌های ماگمایی ائوسن در شمال و جنوب افیولیت های سبزوار رخ شکل‌گرفته‌اند (شکل ۱). سنگ‌های ماگمایی این کمربند از مافیک تا اسیدی و از تولئیتی تا آهکی- قلیایی، شوشونیتی و حتی آداکیتی متغیرند. مشابه با ارومیه- دختر ایران مرکزی، زمان ائوسن اوج فعالیت ماگمایی در کمربند ماگمایی سبزوار مشخص شده است [۵۶،۵۵]. ماگماتیسم ائوسن در شمال شرق ایران مشابه با شمال شرقی ارومیه- دختر است. سنین پلیو- کواترنری داشته و ممکن است با ذوب پسا برخورد یک تیغه فرورانده و/یا پوسته زیرین ضخیم شده مافیک، که پس از شکستن صفحه یا تورق در اثر صعود استنوسفری تحریک شده، تشکیل شده اند [۵۹]. سنگ های مافیک- حدواسط نفوذی و گرانیتوئیدی کاشمر ویژگی های آهکی- قلیایی وابسته به سنگ‌های حاصل از کشش و رمبش پس از برخورد بعد از زمان بسته شدن اقیانوس سبزوار در ایران مرکزی را نشان می دهند. مدل‌های سنگ‌زایی سنگ‌های آذرین کاشمر باید با پذیرش ایران به عنوان حاشیه‌ی فعال صفحه سنوزوئیک، سازگار باشد. در زمان کرتاسه‌ی بالایی- پالئوسن زیرین، همگرایی پیوسته بین کشورهای عربی و ایران به بسته شدن اقیانوس سبزوار کمک کرد، و افیولیت های سبزوار و دیگر افیولیت های ایران مرکزی همراه با شکل‌گیری اورازیای جنوب غربی از یک حاشیه‌ی صفحه‌ی همگرای پیشرونده (کششی) به حاشیه صفحه‌ی همگرای پس زده (فشارشی)، جایگزین شدند [۶۱،۶۰]. طی ائوسن، فشردگی ایران با بسته شدن حوضه‌ی سبزوار همراه بود که با رمبش کوهزایی دنبال شد. کشش ائوسن و نازک شدگی لیتوسفری ممکن است با ذوب شدگی ناشی از کاهش فشار وابسته به استنوسفر آبدار در حال صعود همراه بوده است [۵۶، ۱۲]. ممکن است کشش ائوسن همراه با تورق لیتوسفری نیز بوده باشد، که همچنین عامل محرک کشش و بیرون زدگی سریع همبافت‌های هسته‌ی ایران مرکزی شده است. توده‌های نفوذی و نیمه عمیق سری I کاشمر ممکن است از فرورانش صفحه‌ی اقیانوسی عمیقا فرورانده شده نئوتتیس به زیر پوسته‌ی زیرین قاره ای ایران مرکزی در راستای حاشیه‌ی قاره ای اورازیایی تولید شده باشند. احتمالاً ورودی غالب ماگماهای گوشته‌ای جوان با کشش بالای منطقه‌ی فرورانش تتیس در ائوسن همراه بوده است. گرما و آغشتگی ماگماهای گوشته‌ای جوان سبب ذوب بخشی لیتوسفر قاره‌ای شد که بر اثر صعود و جدایی ماگمای ناشی از آن در ائوسن، توده‌های نفوذی و نیمه عمیق سری I کاشمر جایگزین شده‌اند.

برداشت

ماگماتیسم در کاشمر به ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای ایران مرکزی وابسته بوده، که با تحریک گدازه‌های ناشی از صفحه‌ی فرورانده ذوب شده نئوتتیس در زیر پوسته‌ی ایران مرکزی و کشش پوسته ائوسن نزدیک به سطح، جایگزین شده است. در واقع کمربند ماگمایی خواف- کاشمر- بردسکن به عنوان کمربندی با رخنمون گسترده‌ی سنگ‌های ائوسن (در مناطقی چون سنگان و کاشمر)، نمودی از فوران ماگمایی گسترده ائوسن در ایران است که با ویژگی کالکوآلکالن-شوشونیتی قوی و توائیتی ضعیف، یادآور نوارهای ماگمایی دور از گودال است.

مراجع

[1] Roberts M.P., Clemens J.D., *"Origin of High-Potassium, Calc-Alkaline"*, I-Type Granitoids. Geology 21 (1993) 825−828.

[2] Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner A.F., *"Voluminous granitic magmas from common basaltic sources"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 148 (2005) 635–661.

[3] Hildreth W., Halliday A.N., Christiansen R.L., *"Isotopic and Chemical Evidence Concerning the Genesis and Contamination of Basaltic and Rhyolitic Magma beneath the Yellowstone Plateau Volcanic Field"*, Journal of Petrology 32 (1991) 63−138.

[4] Huang C.M., Zhao Z.D., Zhu D.C., Liu D., Huang Y., Dung M.C., Hu Z.C., Zheng J.P., *"Geochemistry, zircon U−Pb chronology and Hf isotope of Luozha leucogranite, southern Tibet: Implication for petrogenesis"*, Acta Petrologica Sinica 29 (2013) 3689−3702.

[5] Castro A., Fernandez C., El-Hmidi H., El-Biad M., Diaz M., de la Rosa J., Stuart F., *"Age constraints to the relationships between magmatism, metamorphism and tectonism in the Aracena metamorphic belt, southern Spain"*, International Journal of Earth Sciences 88 (1999) 26−37.

[6] Patino-Douce A.E., *"Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks"*, Journal of Geophysical Research 100 (1995) 15623−15639.

[7] Barbarin B., *"A review of the relationships between granitoid types"*, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46 (1999) 605−626.

[8] Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Collins W.J., Gray C.M., Blevin P.L., Eimf. *"Isotopic evidence for rapid continental growth in an extensional accretionary orogen: The Tasmanides"*, eastern Australia. Earth and Planetary Science Letters 284 (2009) 455−466.

[9] Jiang X.-Y., Li X.-H., *"In situ zircon U−Pb and Hf−O isotopic results for ca. 73Ma granite in Hainan Island: Implications for the termination of an Andean-type active continental margin in southeast China"*. Journal of Asian Earth Sciences 82 (2014) 32−46.

[10] Li X.-H., Li Z.-X., Li W.-X., Liu Y., Yuan C., Wei G., Qi C., *"U−Pb zircon, geochemical and Sr−Nd−Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I-and A-type granites from central Guangdong"*, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? Lithos 96 (2007) 186−204.

[11] Shafaii Moghadam H.S., Li X.H., Ling X.X., Santos J.F., Stern R.J., *"Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U–Pb zircon geochronology and isotope geochemistry"*, Lithos 216–217 (2015) 118–135.

[12] Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R., Spell T.L., *"Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran"*, Geological Society of America Bulletin 119 (2007) 961–977.

[13] Alaminia Z., Karimpour M.H., Homam S.M., Finger F., *"The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications"*, International Journal of Earth Sciences 102, 1603–1625.

[14] Shafaii Moghadam H.S., Corfu F., Chiaradia M., Stern R.J., Ghorbani G., *"Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data"*, Lithos 210−211 (2014) 224−241.

[15] Behroozi A., *"Geological map of Feyzabad , scale 1:100000, Geological Survey of Iran"*, Tehran. (1988)

[16] Bernhardt U., *"Middle Tertiary volcanic rocks from the southern Sabzevar zone, Khorasan, NE Iran. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran"*, Report No. 51: 277-284, Geological Survey of Iran (1983).

[17] Soltani A., *"Geochemistry and geochronology of I–type granitoid rocks in the northeastern Central Iran Plate"*, PhD Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia. (2000)

[18] Golmohammadi A., Mazaheri S. A., Malekzadeh shafaroudi A., Karimpour M. H., *"Zircon U-Pb dating and geochemistry of Sarkhar and Bermani granitic rocks, East of Sangan iron mine, Khaf"*, Iranian Journal of Petrology 17: 83–102.

[۱۹] الماسی ع.، کریم‌پور م.ح.، ابراهیمی‌نصرآبادی خ.، رحیمی ب.، کلوتزلی ا.، سانتوز ژ.ف.، *"زمین‌شناسی، کانی‌سازی، سن-سنجی U-Pb و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd توده‌های نفوذی شمال‌شرق کاشمر"*، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۷، شماره ۱، (۱۳۹۴) ص ۹۰-۶۹.

[20] Ishihara S., *"The magnetite-series and ilmenite-series granitic Rocks"*, Mining Geology 27 (1981) 293-305.

[21] Ishihara S., *"The granitoid series and mineralization"*, Economic Geology 75 (1996) 458-484.

[22] ISHIHARA S., HASHIMOTO M., MACHIDA M., *"Magnetite/Ilmenite–series Classification and Magnetic Susceptibility of the Mesozoic-Cenozoic Batholiths in Peru"*, Resource Geology 50, Issue 2, pages 123–129.

[23]Middlemost EAK., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth-Sci Rev 37 (1985) 215–224

arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Albaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), Magmatic Processes in Plate Tectonics", Geological Society of London 76 (1993) 373–403.

[37] Reagan M. K., Gill J. B., *"Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source"*, Journal of Geophysical Research 94(1989)4619–4633.

[38] Martin H., *"The Achaean grey gneisses and the genesis of the continental crust"*, Elsevier 86: (1995) 205-25.

[39] Hildreth W., *"Gradients in Silicic Magma Chambers − Implications for Lithospheric Magmatism"*, Journal of Geophysical Research 86 (1981) 153−192.

[40] Castro A., Gerya T.V., *"Magmatic implications ofmantle wedge plumes"*, Experimental study. Lithos 103 (2008) 138−148.

[41] Castro A., Gerya T., Garcia-Casco A., Fernandez C., Diaz-Alvarado J., Moreno-Ventas I., Low I., *"Melting Relations of MORB-Sediment Melanges in Underplated Mantle Wedge Plumes; Implications for the Origin of Cordilleran-type Batholiths"*, Journal of Petrology 51(2010)1267−1295.

[42] Altherr R., Henjes-Kunst F., Langer C., Otto J., *"Interaction between crustal-derived felsic and mantle-derived mafic magmas in the Oberkirch Pluton (European Variscides, Schwarzwald, Germany)"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 137 (1999) 304−322.

[43] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H., *"High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)"*, Lithos 50(2000)51−73.

[44] Galan G., Pin C., Duthou J.L., *"Sr−Nd isotopic record of multi-stage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context − The ultramafic−granitoid association from Vivero (Hercynian belt"*, NW Spain). Chemical Geology 131 (1996) 67−91.

[45] Kemp A.I.S., Whitehouse M.J., Hawkesworth C.J., Alarcon M.K., *"A zircon U−Pb study of metaluminous (I-type) granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: implications for the high/low temperature classification andmagma*

[24] Irvine T. N., Baragar W. R. A., *"A guide to chemical classification of the common volcanic rocks"*, Journal of Sciences 8 (1971) 523-548.

[25] Peccerillo A, Taylor SR., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey"*, Contrib Miner Petrol 58 (1976) 63–81.

[26] Shand S. J., *"Eruptive rocks"*, London 488 (1943) 231-252.

[27] Frost B. R., Frost C. D., *"A geochemical classification for feldspathic igneous rocks"*, Journal of Petrology 49(2008)1955–1969.

[28] Frost B. R., Arculus R. J., Barnes C. G., Collins W. J., Ellis D. J., Frost C.D., *"A geochemical classification of granitic rocks"*, Journal of Petrology 42(2001) 2033–2048.

[29] Pearce J. A., Haris N. B. W., Tindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Journal of Petrology 11(1984) 77-96.

[30] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., *"A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis"*, Mineralogy and Petrology 96(1987) 407–419.

[31] Sun S. S., Mc Donough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes"*. In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42(1989)313-345. Geological Society, London.

[32] Boynton W. V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements"*, Meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry (Ed. Henderson, P.) 115-1522. (1985) Elsevier, Amsterdam.

[33] Taylor S. R., McLenan S. M., *"The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks"*, Blackwell. Oxford 46(1985)312-333.

[34] Wilson M., *"Igneous petrogenesis"*, Uniwin Hyman, London. (1989).

[35] Martin H., *"The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids"*, Lithos 46 (3): (1999) 411-429.

[36] Pearce J. A., Parkinson I.J., *"Trace element models for mantle melting: application to volcanic*

[54] Moghadam H.S., Stern R.J., *"Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone"*, Geological Magazine 148 (2011) 762−801.

[55] Chiu H.-Y., Chung S.-L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., *"Zircon U−Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny"*, Lithos 162−163 (2013) 70−87.

[56] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., *"A Paleogene extensional arc flare-up in Iran"*, Tectonics 30. (2011).

[57] Ramezani J., Tucker R.D., *"The Saghand Region, Central Iran: U−Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics"*, American Journal of Science 303(2003) 622−665.

[58] Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Faghih A., Kusky T., *"Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation"*, Tectonophysics 564(2012)83−100.

[59] Shabanian E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H., Bellier O., *"Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey"*, Tectonics 31. (2012)

[60] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny: a subduction-dominated process"*, Geological Magazine 148(2011) 692−725.

[61] Rossetti F., Nasrabady M., Theye T., Gerdes A., Monie P., Lucci F., Vignaroli G., *"Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevarmagmatism (NE Iran)"*, Geological Society of America Bulletin 126(2014)317−343.

differentiation processes", Contributions to Mineralogy and Petrology 150 (2005a) 230−249.

[46] Kemp A.I.S., Wormald R.J., Whitehouse M.J., Price R.C., *"Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia"*, Geology 33 (2005b) 797−800.

[47] Topuz G., Altherr R., Siebel W., Schwarz W.H., Zack T., Hasozbek A., Barth M., Satir M., Sen C., *"Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gumushane pluton (NE Turkey)"*. Lithos 116 (2010) 92−110.

[48] Eby G. N., *"Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications"*, Geology 20(1992)641–644.

[49] Xu C., Huang Z., Qi L., Fu P., Liu C., Li E., Gung T., *"Geochemistry of Cretaceous granites from Mianning in the Panix region, Sichuan Province, southwestern China: implications for their generation"*, Journal of Asian Earth Sciences 29(2007) 737–750.

[50] Altunkaynak S., *"Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey"*, Journal of Geology 115(2007) 63−82.

[51] Altunkaynak S., Sunal G., Aldanmaz E., Genc C.S., Dilek Y., Furnes H., Foland K.A., Yang J.S., Yildiz M., *"Eocene Granitic Magmatism in NW Anatolia (Turkey) revisited: New implications from comparative zircon SHRIMP U−Pb and $^{40}Ar-^{39}Ar$ geochronology and isotope geochemistry on magma genesis and emplacement"*, Lithos 155 (2012) 289−309.

[52] Dilek Y., Altunkaynak S., Oner Z., *"Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex and the Late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province"*, Geological Society, London, Special Publications 321 (2009) 197−223.

[53] Berberian M., King G.C.P., *"Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences 18(1981)210−265.